

Excursión al plutón granítico de La Cabrera (Madrid)

C. Villaseca, C. Pérez-Soba, D. Orejana, E. Merino y E. Pérez Monserrat
Dpto. Petrología y Geoquímica, Facultad de Ciencias Geológicas, UCM. Instituto de Geociencias IGEO (UCM, CSIC)

geología 13

12 de mayo 2013 Madrid

Granitos de La Cabrera



COORDINA:



Sociedad
Geológica
España

ORGANIZAN:



MONCLOA
campus de
Excelencia
Internacional



UNIVERSIDAD
COMPLUTENSE
MADRID



CONSEJO SUPERIOR DE INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS

IGEO
INSTITUTO DE GEOCIENCIAS

COLABORAN:



MINISTERIO
DE ECONOMÍA
Y COMPETITIVIDAD

Instituto Geológico
y Minero de España



PATROCINA:



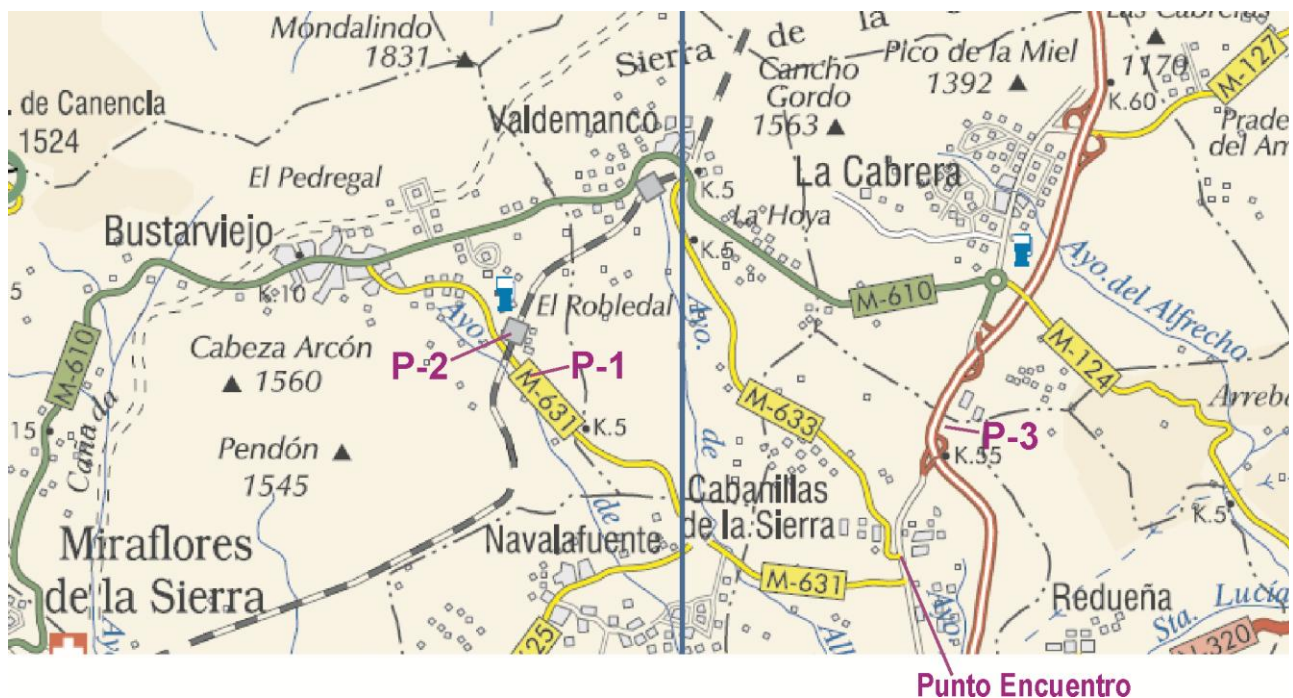
GOBIERNO
DE ESPAÑA
MINISTERIO
DE ECONOMÍA
Y COMPETITIVIDAD

FECYT



FUNDACIÓN ESPAÑOLA
PARA LA CIENCIA
Y LA TECNOLOGÍA

Información detallada del lugar de encuentro y folleto
de la excursión en: www.sociedadgeologica.es



Mapa de carreteras con la situación de las tres paradas previstas.

PRESENTACIÓN

Geolodía es una jornada de divulgación de la Geología. Nació de una iniciativa aragonesa en el año 2005, que con el discurrir de los años se convirtió en una actividad de carácter nacional (web de la SGE, www.sociedadgeologica.es/divulgacion).

El Geolodía 2013 de Madrid estará guiado por Carlos Villaseca (Universidad Complutense de Madrid- Instituto IGEO, UCM- CSIC), Cecilia Pérez-Soba (UCM), David Orejana (UCM), Enrique Merino (IGEO, UCM-CSIC) y Elena Pérez Monserrat (IGEO, UCM-CSIC) y se realizará en el entorno granítico de la Sierra de La Cabrera. El objetivo final es aprender a distinguir tipos de granitos, preguntarse por el origen de magmas y conocer parte de la geología del Sistema Central Español.

1. LAS ROCAS ÍGNEAS

Las rocas ígneas o magmáticas son aquellas que se forman como consecuencia de la cristalización o solidificación de un fundido natural (magma). Dicha cristalización puede producirse de forma rápida en la superficie terrestre (o a escasa profundidad), donde el fundido (de 1100 a 800 °C) se enfría bruscamente. En este caso se formaría una **roca volcánica** o subvolcánica, caracterizada por estar parcial o totalmente compuesta por minerales microcristalinos (sólo visibles al microscopio) o vidrio. Sin embargo, cuando el magma se estanca a mayor profundidad, allí donde el encajante tiene temperaturas que pueden llegar a ser de unos cientos de grados centígrados, el fundido magmático se enfría lentamente y cristaliza formando minerales cuyo tamaño es apreciable a simple vista. En este caso hablamos de **rocas plutónicas** (ver Figura 1).



Figura 1. La roca de la izquierda es una roca volcánica (enfriamiento rápido), lo cual queda de manifiesto por estar en su mayor parte compuesta por vidrio o cristales de un tamaño que impide su identificación a simple vista (en el ejemplo, la pasta gris). Frente a este caso, a la derecha se muestra una roca granítica, de origen plutónico (enfriamiento lento), constituida en su totalidad por minerales identificables a simple vista. Hay que destacar que la composición química de las dos rocas es muy similar y que las diferencias en el aspecto de ambas se deben exclusivamente a la velocidad de enfriamiento que ha actuado en cada caso.

Dependiendo de cuál sea la composición química del magma que cristaliza, el tipo de roca ígnea que se formará será distinta. Los elementos químicos más frecuentes en los fundidos son Si, O, Al, Fe, Mg, Ca, Ti, Na y K (Mn, P). En menores concentraciones, también puede haber compuestos volátiles (o fluidificadores) como H_2O , CO_2 , Cl, F ó SO_2 . Los elementos se ordenan en forma de estructuras cristalinas durante la solidificación del fundido dando lugar así a los distintos minerales de la roca. Dada la abundancia de silicio (Si) en los magmas, la mayoría de los minerales que van a formarse serán silicatos con una proporción variable del resto de cationes. En menores proporciones las rocas ígneas también pueden formar otros compuestos como óxidos, sulfuros, carbonatos, fosfatos, etc.

Algunos de los minerales más frecuentes en las rocas ígneas son: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa (que también tiene la estructura de un feldespato pero con Ca y Na), feldespatoideos, olivino, piroxenos, anfíboles y micas (biotita y moscovita). No obstante, las rocas ígneas pueden albergar minerales de composición química muy variada, presentes en poca cantidad (minerales accesorios), pero que pueden tener un gran interés científico y económico.

2. LOS GRANITOS

El nombre de una roca ígnea (y por lo tanto su clasificación) se basa en el porcentaje de los minerales claros comunes, principalmente el cuarzo, el feldespato potásico, la plagioclasa y los feldespatoideos. Sin embargo, cuarzo y feldespatoideos son minerales incompatibles entre sí, por lo que las rocas ígneas presentarán al primero o a los otros, pero no pueden coexistir en equilibrio químico. Los granitos, en concreto, son rocas plutónicas en las que el cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa son los minerales más abundantes y en proporciones parecidas, por eso tienen un color general claro. Además de estos tres minerales, los granitos siempre muestran otros en un porcentaje menor, de entre los cuales la biotita, el anfíbol y la moscovita son los más habituales (ver Figura 2).

El cuarzo se distingue porque es un mineral traslúcido de color gris, brillo vítreo y suele tener formas granulares, mientras que el feldespato potásico y la plagioclasa suelen presentar color blanco o grisáceo y, en la mayoría de los casos, formas tabulares. Estos dos últimos minerales son difíciles de diferenciar entre sí, salvo cuando el feldespato potásico adquiere una característica tonalidad rosada (como en la Figura 2). La biotita y el anfíbol son dos minerales negros que contrastan mucho con el fondo claro que constituyen el cuarzo y los feldespatos, por lo que forman un "moteado" oscuro por toda la superficie de la roca.

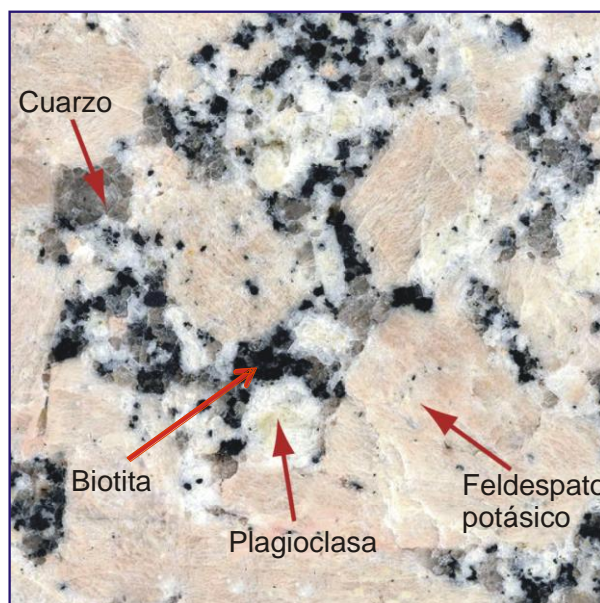


Figura 2. Imagen de una superficie pulida de un granito en el que se pueden observar claramente los cristales de cuarzo (gris), feldespato potásico (rosa), plagioclasa (blanco) y biotita (negro).

Cuando el tamaño medio de los cristales que componen el granito está por debajo de 1 mm se dice que es de grano fino, cuando está entre 1 y 5 mm el tamaño es de grano medio y cuando supera los 5 mm es de grano grueso. Si el tamaño de cristales es muy parecido se dice que la roca es *equigranular*. En algunos granitos puede observarse que algunos cristales de feldespato potásico poseen un tamaño notablemente mayor que el resto de minerales, en estos casos se dice que el granito es porfídico y los cristales de mayor tamaño reciben el nombre de fenocristales (Figura 3). El índice de color, es decir, el porcentaje de minerales oscuros que posee la roca (por ejemplo de biotita ó anfíbol), es normalmente entre 5% y 15% en granitos.



Figura 3. Imagen de una superficie pulida de un granito porfídico en el que se pueden observar claramente los fenocristales de mayor tamaño de feldespato potásico (rosa) incluidos en una matriz de tamaño de grano menor.

3. ¿DÓNDE Y CÓMO SE ORIGINAN LOS GRANITOS?

Todos los magmas se generan por la fusión de rocas en condiciones de elevada presión y temperatura. Dichas condiciones normalmente se alcanzan en las partes más profundas de la corteza terrestre o en el manto superior. Sin embargo, la composición química de los fundidos que se generan en el manto y en la corteza es muy diferente, y por lo tanto darán lugar a rocas muy distintas entre sí. Los granitos se forman, en la mayoría de los casos, por cristalización a partir de fundidos que se han generado en la corteza continental.

No obstante, la fusión en la Tierra no obedece a causas azarosas, sino que suele estar asociada a sectores geodinámicos concretos de las placas (ver Figura 4). Algunos ejemplos de este tipo de contextos son los siguientes: 1) zonas de subducción en las que la litosfera oceánica se hunde bajo un continente, como es el caso del margen oeste del continente sudamericano, bajo el cual subduce la placa tectónica pacífica, 2) zonas de colisión continental, como actualmente ocurre en la cordillera del Himalaya, donde la placa de la India hace más de 50 Ma que presiona contra la placa continental asiática, y 3) algunas zonas intracontinentales en las que una anomalía térmica relacionada con ascenso de diapiros o “plumas” profundas del manto provoca un aumento muy importante de temperatura, como sucede actualmente en la zona centro-occidental de Norteamérica, en la región donde se encuentra el Parque Nacional Estadounidense de Yellowstone.

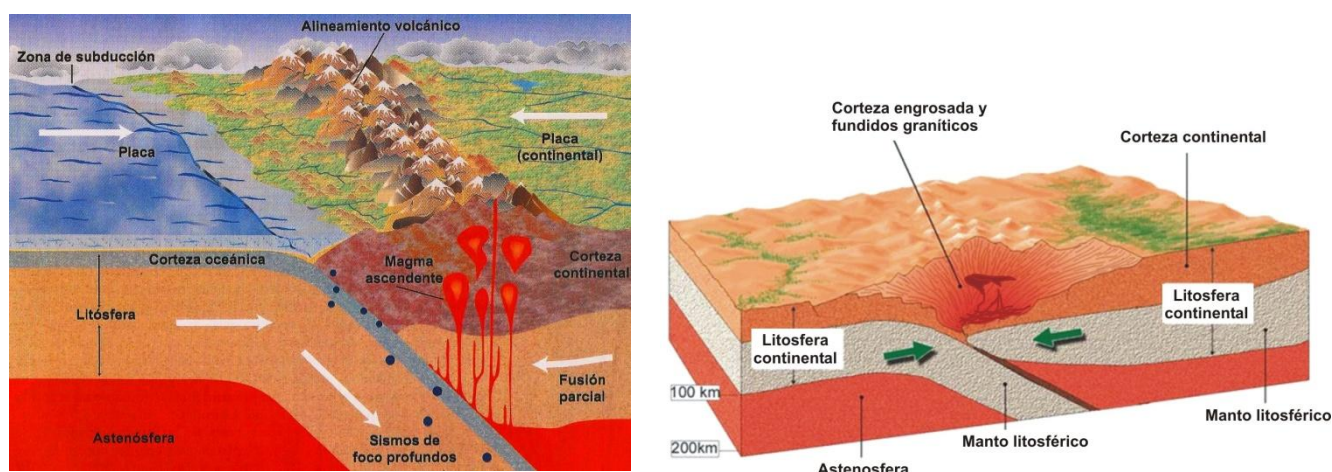


Figura 4. Ejemplo de dos contextos geodinámicos en los cuales se genera abundante cantidad de fundidos graníticos. A la izquierda está representada una zona de subducción, con presencia de fundidos formados tanto en el manto como en la corteza y con el desarrollo en superficie de edificios volcánicos. A la derecha se muestra una zona de colisión de dos continentes y la formación de fundidos en la base de la corteza, que ascenderán hasta estancarse en niveles medios o superiores.

Para que las rocas profundas sean capaces de fundir y generar magmas los procesos que operan en estas zonas son complejos. No obstante podemos decir que dichos procesos favorecen que en la base de la corteza se alcancen las condiciones necesarias para la fusión mediante alguno de estos tres eventos: 1) aumento de la temperatura, 2) disminución de la presión (ascenso de rocas), y 3) aporte de agua u otros volátiles.

El tipo de rocas que funden en las zonas profundas de la corteza son rocas metamórficas con cierta abundancia de minerales cuya estructura cristalina aloja agua (minerales hidratados). Ejemplos de estos minerales hidratados (de alta-T) son las micas tipo biotita y moscovita, o los

anfíboles. A elevada temperatura estos minerales dejan de ser estables en las rocas y se producen reacciones que conllevan su destrucción y la consecuente liberación del agua que estaba presente en su estructura. La liberación de ese *agua estructural* va a favorecer que la roca empiece a fundir parcialmente, generando magma, el cual empieza a acumularse y a permear en la propia roca (venas blancas de la Figura 5). A las rocas en las que coexisten la roca metamórfica que ha generado el fundido y las venas ígneas (magma *in-situ*), reciben el nombre de migmatitas (migma = mezcla), teniendo el aspecto que muestra la Figura 5. Cuanto mayor sea la cantidad de minerales hidratados en la roca original (p.e., biotita), mayor será la cantidad de fundido que se podrá generar si la temperatura alcanza los valores necesarios.



Figura 5. Migmatita. Las partes oscuras son zonas que fundieron y las zonas blancas representan los lugares donde se concentró el fundido de composición granítica. La tectónica nos permite ver estas rocas de origen profundo.

Una vez que los fundidos se han formado tenderán a ascender hacia niveles superiores de la corteza favorecidos por su menor densidad y cierta expansión volumétrica. Esto provoca la fracturación del encajante, que junto con el aprovechamiento de discontinuidades del mismo permite que los magmas puedan abrirse camino hacia la superficie. Así lo harán los magmas de composición granítica que, finalmente, alcanzarán un nivel donde se estabilizarán hidrostáticamente (formando cámaras magmáticas o plutones a modo de almacenes de km³ de fundido) y cristalizarán lentamente para dar lugar a las correspondientes rocas graníticas. Dicho estancamiento puede ocurrir a profundidades que normalmente están entre 20 y 2-3 kilómetros. Con mucha frecuencia esta intrusión magmática puede servir de fuente a otros cuerpos ígneos que ocupen niveles más superficiales (como por ejemplo los diques, que son rocas ígneas en forma de cuerpos tabulares subverticales asociados a la circulación del fundido dentro de una fractura inducida por sobre-presión magmática, ó aprovechando fracturaciones tectónicas o regionales), o incluso pueden alimentar el volcanismo en la superficie terrestre.

Obviamente, el hecho de que hoy en día podamos observar en la superficie terrestre rocas plutónicas como los granitos, que se formaron por cristalización a partir de un fundido emplazado a mayor profundidad, implica que posteriormente a su cristalización, dichas rocas han sido exhumadas o elevadas hasta el nivel que hoy ocupan como consecuencia de la actuación de diversos procesos geológicos, entre los que estarían la meteorización y erosión de los materiales suprayacentes, así como la elevación de amplios sectores de la corteza asociada a fenómenos tectónicos (Figura 6).

Es de resaltar la gran abundancia de granitos en la Península Ibérica, una de las mayores de Europa Occidental, entonces ¿por qué y cómo se formaron los granitos Variscos?.

4. HISTORIA GEOLÓGICA DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL

La ruta que se propone para este Geolodía 2013 en Madrid se centra en el plutón de La Cabrera, una de las muchas intrusiones graníticas que componen la cadena montañosa del Sistema Central Español. Por esta razón describiremos a continuación de una manera somera en qué contexto se formaron concretamente las rocas ígneas y metamórficas que constituyen este sector del centro de España.

El Sistema Central Español, al igual que otras zonas del centro y noroeste peninsular, caracterizadas por la abundancia de intrusiones graníticas, formaron parte hace más de 450 millones de años del margen norte de un continente al que se ha denominado Gondwana. Este margen formaba parte de una única placa tectónica y por lo tanto carecía de actividad magmática (margen pasivo). Ponía en contacto el continente emergido de Gondwana con un océano. Con el paso del tiempo, la dinámica planetaria condujo a que otro continente (Laurussia), situado más hacia el norte fuese desplazándose paulatinamente hacia Gondwana como consecuencia de la subducción de la placa oceánica existente entre ambos. Finalmente, hace unos 380 a 360 millones de años los dos continentes colisionaron y formaron una gran cadena de montañas (orógeno), quizá parecida a la que hoy se eleva entre la India y Asia en las cordilleras del Himalaya y el Karakórum.

Las zonas de colisión continental son lugares complejos donde se suceden fenómenos geológicos variados que conducen a un apilamiento de rocas corticales unas sobre las otras, hasta llegar a duplicar el espesor normal de la corteza terrestre. Además, la compresión y los esfuerzos que se ejercen deforman las rocas, y la variación que se produce en las condiciones de presión y temperatura conduce a su transformación en estado sólido en otros tipos de rocas, fenómeno que recibe el nombre de metamorfismo. Tal y como se explicó más arriba, algunas partes profundas de la corteza pueden llegar a fundir en un contexto de colisión continental.

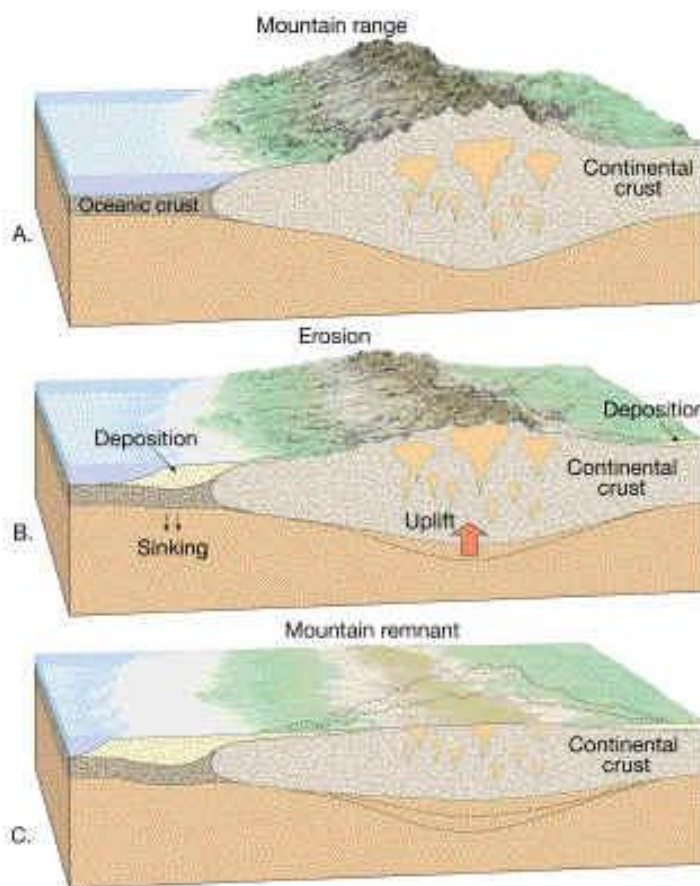


Figura 6. Esquema en el que se muestra cómo la erosión conduce a que una cadena montañosa vaya paulatinamente reduciendo altura en superficie, al mismo tiempo que en profundidad también se adelgaza el espesor de la corteza por procesos tectónicos. Las intrusiones graníticas, representadas en tonos naranja en los dibujos, quedarían expuestas en superficie con el paso de los millones de años.

El orógeno derivado de la colisión de Gondwana con Laurussia recibe hoy el nombre de Varisco o Hercínico y las rocas metamórficas y magmáticas que entonces se formaron pueden observarse, por ejemplo, desde la Península Ibérica hasta Europa central (Alemania-República Checa-Polonia), pasando por diversos sectores de Francia. Los granitos que forman parte del centro y noroeste peninsular se habrían originado, principalmente, durante las últimas etapas de la orogenia, hace unos 320-300 millones de años. El que la fusión generalizada de la corteza profunda (media e inferior) ocurra decenas de millones de años después de la colisión de continentes (25 a 45 Ma de desfase) es debido a la necesidad de incubación térmica ligada al proceso de engrosamiento cortical. Estas etapas se caracterizan también porque la cadena de montañas comienza a desestabilizarse reduciéndose así el espesor de la corteza. Este fenómeno favorece, junto con las elevadas temperaturas en profundidad, que amplios sectores de la corteza inferior fundan y que dichos magmas asciendan hasta niveles medios, se emplacen y generen rocas graníticas en abundancia. Así habrían cristalizado también los granitos del Sistema Central Español.

Hoy en día esta antigua cadena montañosa que se formó con la orogenia Varisca en el centro de España está muy erosionada y reducida en altura. Desde entonces la erosión y cierta elevación de la corteza han posibilitado que las rocas graníticas formadas a varios kilómetros de profundidad quedasen expuestas en superficie (ver Figura 6). El hecho de que actualmente encontremos buena parte de estos materiales aflorando en una sierra montañosa como es el Sistema Central puede resultar engañoso, dado que estas elevaciones sobre la meseta Castellana son el resultado de un fenómeno tectónico relativamente reciente (hablando en términos geológicos). Los bloques rígidos compuestos de granitos y rocas metamórficas del Sistema Central, desde Somosierra hasta la Sierra de Gredos, se elevaron a favor de fallas hace aproximadamente 40-20 millones de años, coincidiendo con otra orogenia más reciente, que es la Alpina. La orogenia Alpina, asociada con la convergencia entre África y Europa, es la responsable de la formación de cordilleras como los Alpes, y en el territorio peninsular los Pirineos, la Cordillera Ibérica o la Cordillera Bética, además de las depresiones del Tajo y el Duero. Esta orogenia puede considerarse activa actualmente y de hecho es la responsable de la sismicidad que con cierta frecuencia se registra en la Península Ibérica.

5. RUTA por el PLUTÓN de LA CABRERA

El plutón de La Cabrera es uno de los mejor estudiados del conjunto plutónico (batolito) del Sistema Central Español. Sobre estos granitos se han realizado varias Tesis Doctorales (p.e., Bellido, 1979; Lozano, 2003; González-Laguna, 2005), ya que presentan uno de los conjuntos pegmatíticos mas variados del sector, con cerca de un centenar de minerales distintos identificados en ellos. Además es un sector de abundante cantería, siendo el conjunto plutónico de la Comunidad de Madrid más ampliamente explotado como roca ornamental en las últimas décadas. Esto es debido al tono rosado de este granito (tono cálido) que lo hace atractivo para su explotación industrial, y que es relativamente infrecuente en los granitos del centro de España.

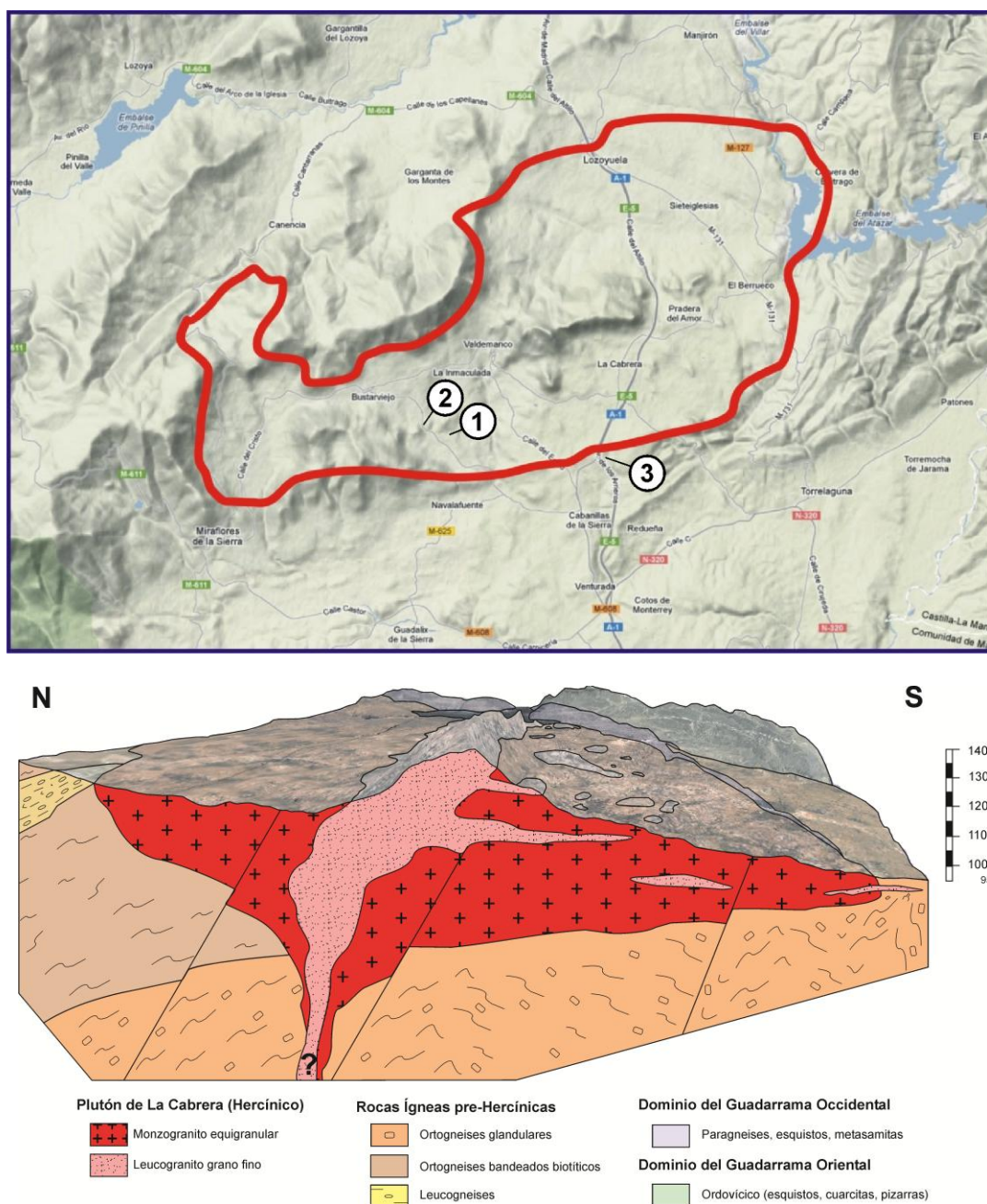


Figura 7. Mapa de localización del plutón de La Cabrera y corte geológico. La línea roja marca los límites cartográficos del plutón. Se señalan las paradas a realizar.

¿Qué hace singular a este tipo de granitos? Los granitos de tonos rosas son poco comunes en el sector. Son granitos que provienen de la fusión de rocas meta-ígneas en zonas profundas de la corteza, a diferencia de la mayoría de los granitos de Iberia (granitos tipo S) en los que participan en diverso grado fuentes meta-sedimentarias. En la nomenclatura internacional se denominan granitos de tipo I (I de derivación “meta-ígnea”). Se caracterizan por el tono rosado del feldespato potásico. Este carácter *cálido* del granito lo hace muy atractivo para su explotación industrial como roca ornamental. Además los líquidos residuales de este tipo de magmas graníticos generan muy vistosas y variadas pegmatitas. El granito de La Cabrera es uno (si no el primero) de los plutones españoles donde más variedades de minerales se han descrito en sus bolsadas, vénulas o cavidades pegmatíticas y miarolíticas (pegmatitas con una cavidad en el centro a modo de micro-geoda).

El plutón de La Cabrera presenta un zonado normal, es decir, tiene litologías en su borde de composiciones más básicas (o pobres en sílice), granodioritas biotítico-anfibólicas, y tipos mucho más blancos y ácidos (leucogranitos biotíticos ss.) en el interior (Figura 8). El plutón presenta un contacto neto e intrusivo con las series metamórficas encajantes, compuestas en gran parte por ortogneises, es decir, granitos más antiguos, de otro ciclo magmático previo, que fueron metamorfizados en la orogenia Varisca. El plutón de la Cabrera está datado en unos 302 Ma por métodos isotópicos de U-Pb en circones (Casquet et al., 2004).

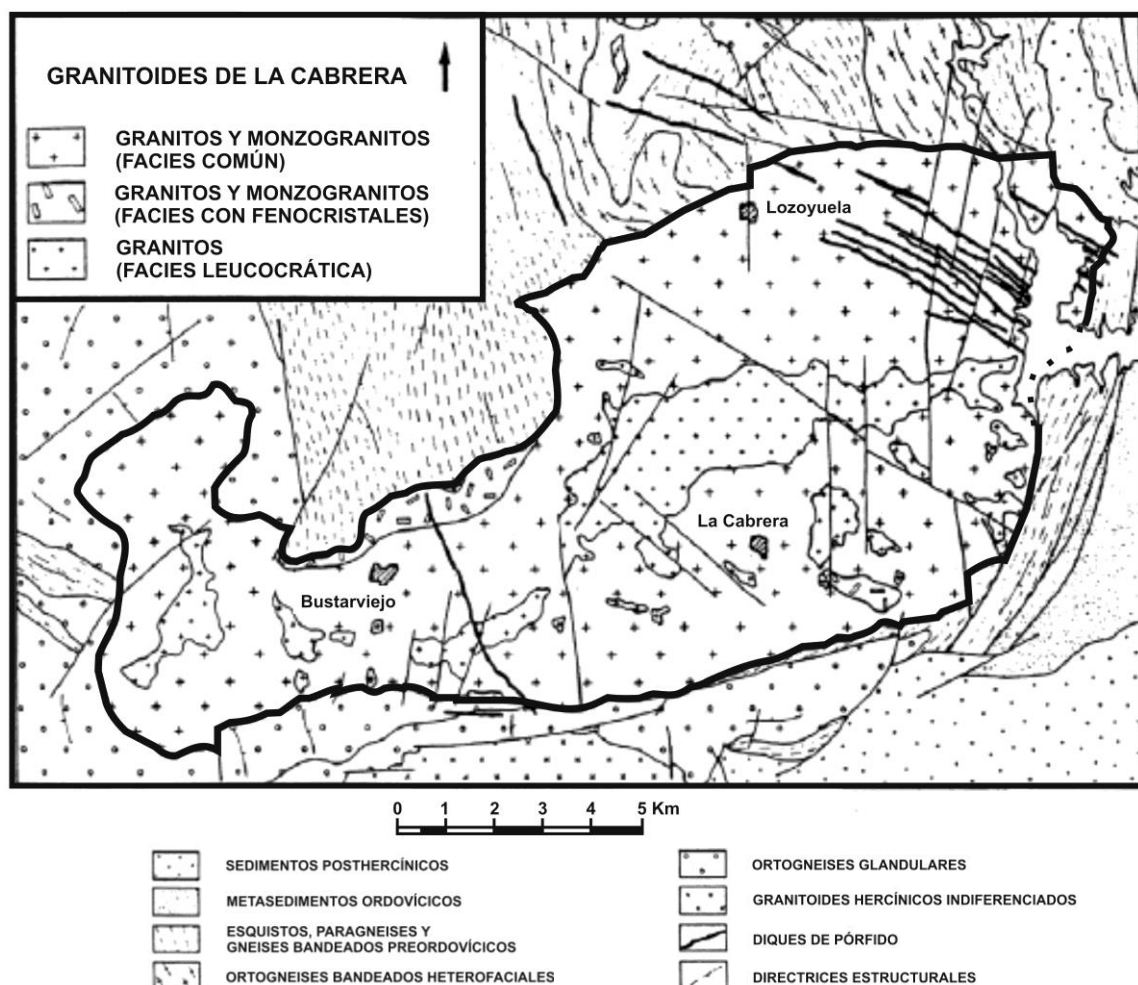


Figura 8. Mapa geológico del plutón de La Cabrera, en donde se muestran las distintas unidades graníticas intrusivas del conjunto plutónico y los tipos de rocas encajantes donde intruye el plutón (tomado de Bellido, 1979).

PARADA 1. EL GRANITO COMÚN DE LA CABRERA Y SU EXPLOTACIÓN

(Cantera, km 6.1 de la carretera M-631, Cabanillas-Bustarviejo)

En esta primera parada se va a observar la variedad más extendida y común dentro del plutón de La Cabrera, en una de las numerosas canteras donde ha sido explotado. El monzogranito de La Cabrera es una variedad equigranular de grano medio a grueso, fundamentalmente biotítico. El fedespato potásico puede tomar la cálida tonalidad rosada por la hidroxidación de inclusiones microscópicas de ilmenita. Este aspecto rosado es característico de los granitos tipo-I.

El granito puede presentar una variedad de enclaves o fragmentos de otros tipos rocosos, que los ha incorporado en distintos momentos de su ascenso y emplazamiento. Hay dos tipos fundamentales de enclaves en este granito: (1) los llamados *xenolitos* o fragmentos de rocas encajantes, ajenas al magma granítico (p.e., fragmentos de ortogneises, metapelitas, esquistos, etc.); y (2) los *enclaves microgranulares máficos*, de origen ígneo, también llamados mas descriptivamente por los canteros negrones o manchones (Figura 9). Estos enclaves se distinguen porque tienen formas redondeadas (no angulosos o foliados, como los xenolitos), y presentan caracteres mixtos con el granito, es decir, hay una población variada de enclaves que tienden a converger petrográficamente con el propio granito. Su origen se supone ligado a la mezcla física con magmas más máficos (oscuros), contemporáneos con el magma granítico.



Figura 9. Tipos de enclaves del monzogranito biotítico equigranular. A la izquierda, enclave metasedimentario; a la derecha, enclave microgranular máfico. Nótese la morfología más redondeada y el aspecto granudo del último.

En diversas partes de la cantera se observa cómo el monzogranito está intruido por otra variedad granítica del plutón de La Cabrera, un leucogranito de grano fino (Figura 10). Este granito está compuesto principalmente por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, con una cantidad muy escasa de minerales oscuros (de ahí el término “leucocrático”). A diferencia del monzogranito “común” de La Cabrera, este leucogranito no presenta ningún tipo de enclave. Es una variedad mucho más diferenciada que intruye dentro del monzogranito (Figuras 7 y 10), aunque temporalmente es prácticamente coetáneo.

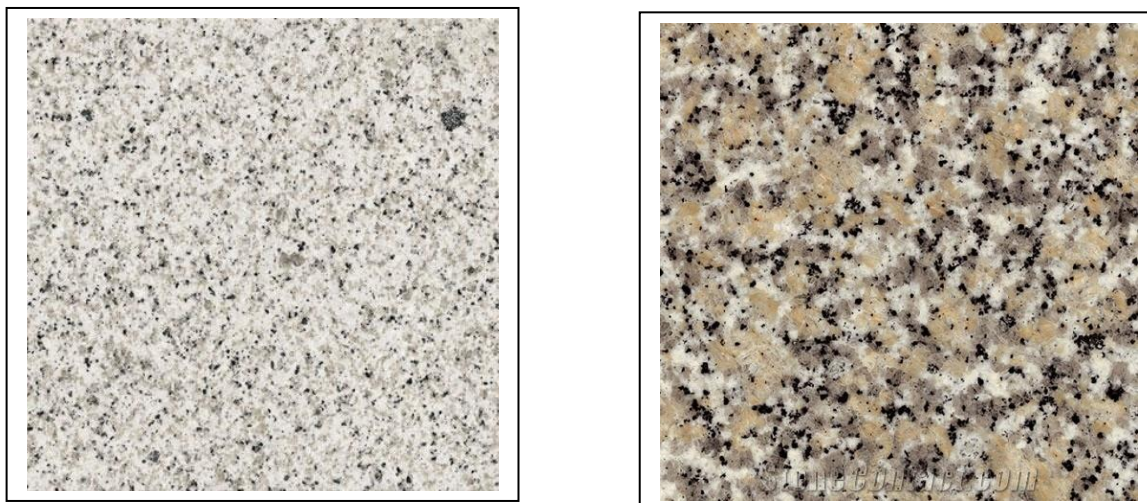


Figura 10. Variedades graníticas del plutón de La Cabrera en placas pulidas. A la izquierda, leucogranito de grano fino (variedad *Blanco Berrocal*). A la derecha, monzogranito biotítico equigranular de grano medio (facies común) (variedad *Crema Cabrera*). El aspecto rosado es debido a la alteración de minerales (óxidos de Fe-Ti) incluidos dentro de los cristales de feldespato potásico.

En la Comunidad de Madrid, el granito es una roca de construcción muy utilizada a lo largo de la historia. Así, gran parte del patrimonio arquitectónico de Madrid está construido con granito. Hoy en día se emplea principalmente como roca ornamental. La primera referencia al término granito es del año 1596 (Cesalpino), pero en España siguió denominándose al mismo como *pedra berroqueña*, denominación que ha continuado hasta la actualidad y que procede de la palabra *berrueco*, término local referido a las morfologías esféricas que presenta el granito en los afloramientos debido a su meteorización. El término *granito* empieza a utilizarse de manera generalizada en la literatura científica española a partir de 1800. La *pedra berroqueña* del Sistema Central Español incluye granitos ss, monzogranitos, granodioritas y leucogranitos, procedentes de diversos plutones. La industria del granito español es una de las más importantes del mundo, siendo la Comunidad de Madrid uno de sus principales productores. El plutón de La Cabrera presenta yacimientos con elevada producción donde se extraen bloques de grandes medidas en frentes de explotación de gran longitud y con importantes reservas. Las variedades aquí explotadas corresponden a rocas graníticas claras con tonos blanquecinos (leucogranitos) a grises (monzogranitos) denominadas comercialmente *Blanco Aurora*, *Blanco Berrocal*, *Blanco Castilla*, *Crema Cabrera* y *Crema Champán* (Figura 10).

A la hora de valorar la rentabilidad de un afloramiento, se tienen en cuenta aspectos como la potencia de las capas, el régimen de diaclasado (distancia entre planos de fracturas y su orientación), los cambios de color o textura, los recubrimientos o la presencia de enclaves, manchas, bandeados, vetas, diques... El proceso de elaboración del granito consta principalmente de cuatro etapas: extracción del bloque en cantera, transformación del bloque, terminación o labra superficial de las piezas, comercialización y colocación. El granito se explota por bancos en canteras a cielo abierto y el espaciado entre diaclasas determina la orientación más idónea del frente, el modo de apretura de la cantera y el tamaño del bloque natural extraíble (de 6 a 15 toneladas y dimensiones 2.2-3 m de largo x 1.2-1.5 m de ancho y 0.9-1.2 m de alto) (Figura 11).

Tras el desmonte, los bloques son extraídos mediante perforación y voladura, con hilo diamantado, rozadoras de brazo y disco, lanza térmica y/o chorro de agua. En esta cantera, dada la superficie lisa de los frentes, se cortaron preferentemente con hilo diamantado (Figura 11).

Los bloques son transformados en talleres o aserraderos, bien en telares multilama de flejes paralelos, bien en máquinas multidisco con grandes discos diamantados. En los telares el bloque es aserrado en tableros de unos 2-3 cm de grosor y el telar está constantemente alimentado por una mezcla de agua, cal y granalla, que principalmente facilita el corte y refrigera el conjunto. Mediante el acabado superficial de las piezas se proporcionan diferentes grados de brillo o rugosidad, eligiéndose uno u otro tipo según la función y localización de las mismas. El *pulido* otorga una superficie lisa, plana y brillante mediante el empleo progresivo de abrasivos de granulometría más fina, resalta el color y textura de la roca, cierra la porosidad y aumenta su resistencia. El *apomazado* es similar al pulido pero la superficie no queda tan brillante. El *abujardado*, acabado tradicional en el que se golpea la superficie con un martillo provisto de pequeños dientes piramidales, proporciona una superficie clara y cierto aspecto rústico. El *flameado* consiste en aplicar a la superficie de la roca una llama a unos 2.800 °C y con una inclinación de 45°, proporcionando un aspecto rugoso y vítreo con efectos cromáticos característicos que aumenta la estabilidad de la superficie frente a la alteración química.

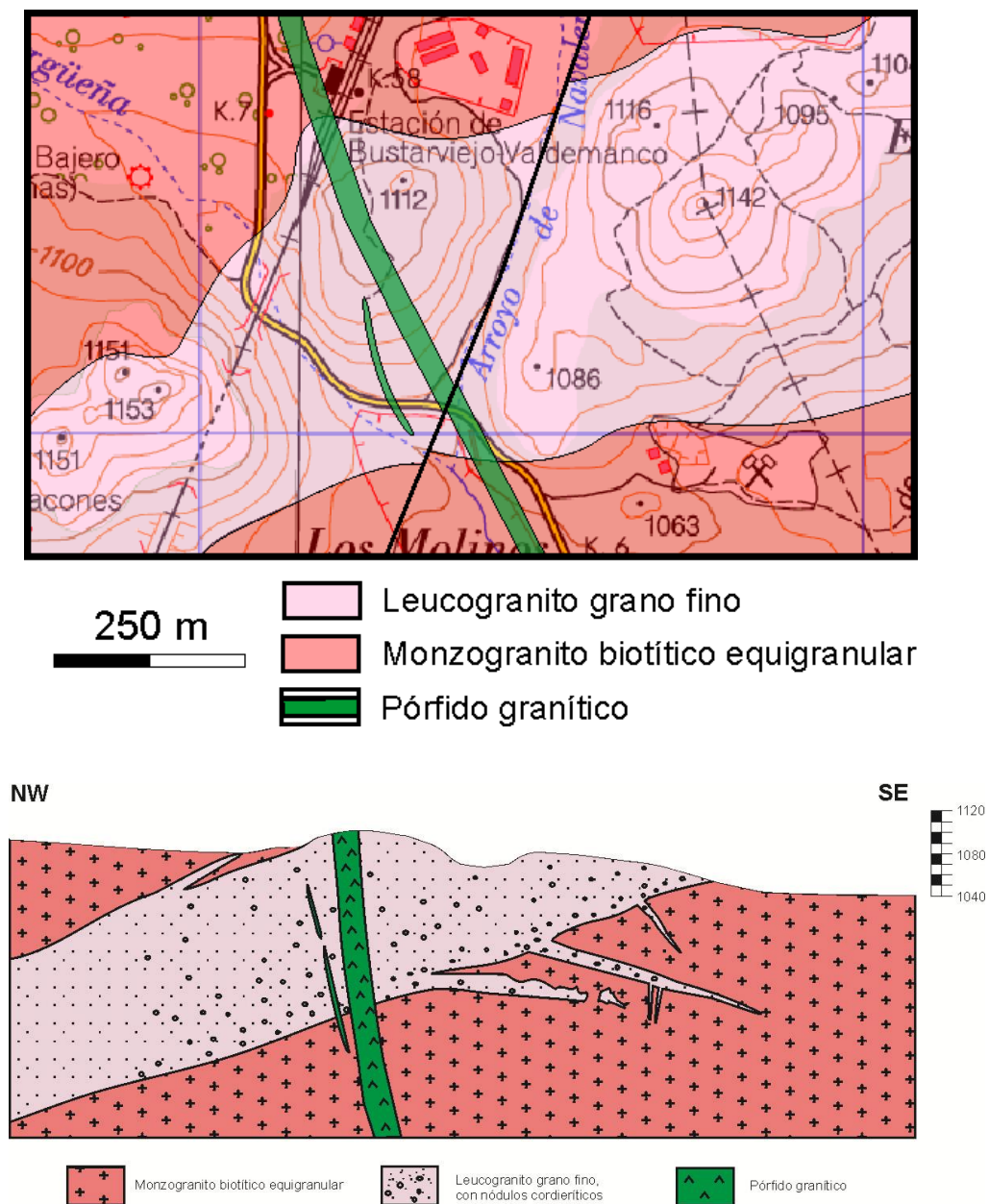


Figura 11. Cantera de granitos de La Cabrera de donde se extrae el tipo *Crema Cabrera*. Obsérvese los grandes bloques de unas 10 toneladas, cerrando el perímetro de la cantera y bloques recortados, de menor tamaño, en el interior de la misma.

PARADA 2. LA DIVERSIDAD DE TIPOS GRANÍTICOS DE LA CABRERA

(Estación de FC. de Bustarviejo)

En esta parada podremos observar los dos tipos graníticos más abundantes del plutón de La Cabrera, por una parte los monzogranitos equigranulares de grano grueso dominantes (como los de la parada anterior), y también los leucogranitos de grano más fino que forman las partes más altas del plutón, y la propia Sierra de La Cabrera. Intruyendo a este conjunto plutónico se observa un dique de dirección N155 y de buzamiento subvertical, relativamente potente (aprox. 30-40 m). Es de granito porfídico, comúnmente denominado *porfido*, por tener una matriz muy fina, que denota el carácter subvolcánico, o de enfriamiento rápido (Figura 12).



Los leucogranitos de La Cabrera aparecen en este sector con unos característicos nódulos oscuros, de unos 2-5 cm de diámetro, de naturaleza cordierítica (Figura 13). Son agregados micropegmatíticos o de intercrecimiento de cuarzo-cordierita, a veces con algo de granate y biotita. La cordierita es una variedad muy férrica y rica en Mn, Na, (Be) y volátiles (Villaseca y Barbero, 1994). El origen de estos nódulos con característicos halos leucocráticos es incierto (Bellido y Barrera, 1979). No obstante, la presencia de coalescencias de nódulos, el intercrecimiento magmático de cuarzo y cordierita, que es, a su vez, muy rica en agua (hasta el 4%) podría indicar una génesis de cristalización rápida (micro-pegmatítica) en sectores con concentración de volátiles (pseudoburbujas?) en el magma. El sector rico en nódulos no muestra una distribución geográfica clara dentro de la intrusión tabular (Figura 12). Incluso hay pequeños diques satélites (tal vez ligados a esta lámina central de leucogranitos, Figura 12) que contienen gran cantidad de nódulos cordieríticos, lo que confirma el origen ígneo de los nódulos.

Figura 13. Nódulos cordieríticos con característicos halos leucocráticos. Variedad nodular de la parte inferior de la lámina de leucogranitos de grano fino.



Figura 14. Bolsada pegmatítica con borde de cuarzo y feldespatos (minerales magmáticos). Hacia el interior hay una franja amarillenta de prehnita y relleno blanco de calcita (minerales hidrotermales) (Foto: Lozano, R.).

Destaca también en estas zonas centrales del plutón la presencia de diquecillos y bolsadas de carácter pegmatítico, normalmente inferiores al metro de dimensión máxima (Figura 14). Algunas de estas bolsadas están huecas parcialmente y se conocen como cavidades miarolíticas. La mayoría de las pegmatitas de La Cabrera son mineralógicamente simples, con cuarzo, dos feldespatos y biotita, con algo de moscovita, turmalina (chorlita) y granate (espesartina-almandino). Otros minerales que aparecen en cristales pequeños y poco abundantes (accesorios) son fluorapatito, monacita, circón y casiterita. Todos ellos son minerales pegmatíticos ígneos, pues las pegmatitas miarolíticas pueden sufrir recrecimientos de minerales hidrotermales, posteriores.

Después del enfriamiento del plutón, las cavidades miarolíticas pueden rellenarse por la acción de fluidos hidrotermales permeantes. Se rellenan de una nueva generación de minerales que recrecen sobre los ígneos, anteriores: micas, zeolitas, prehnita, calcita, ópalo y otros minerales de baja temperatura (de 150 a 300 °C) (Figura 15). La microclina asociada a algunas de estas mineralizaciones hidrotermales de alta temperatura ha sido datada por K-Ar como del Cretácico Inferior (hace unos 120-140 Ma, Lozano et al., 2004). Finalmente, la brechificación o rotura de los minerales ígneos e hidrotermales, previos, conduce a rellenos arcillosos o de alteración, recientes (Figura 15, derecha).

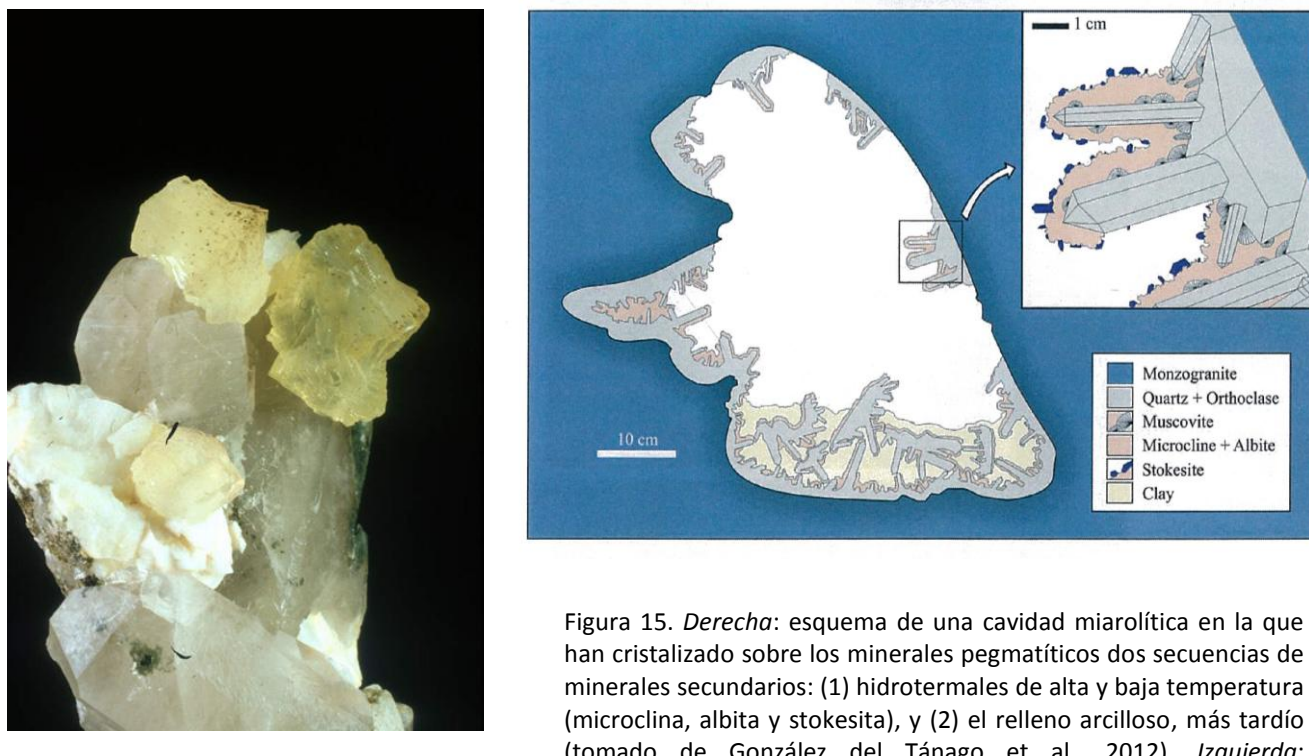


Figura 15. Derecha: esquema de una cavidad miarolítica en la que han cristalizado sobre los minerales pegmatíticos dos secuencias de minerales secundarios: (1) hidrotermales de alta y baja temperatura (microclina, albita y stokesita), y (2) el relleno arcilloso, más tardío (tomado de González del Tánago et al., 2012). Izquierda: recrecimiento de prehnita (aluminosilicato hidratado de Ca, amarillento) sobre cuarzo y fedespatos ígneos de carácter pegmatítico.

En total, más de 85 especies de minerales entre magmáticos e hidrotermales se han descrito en las pegmatitas de La Cabrera (Madrid), algunas de ellas muy escasas en el mundo (p.e., stokesita: $\text{CaSnSi}_3\text{O}_9 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ó kristiansenita: $\text{Ca}_2\text{ScSn}(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{Si}_2\text{O}_6\text{OH})$, González del Tánago et al., 2008 y 2012). Junto con las pegmatitas del plutón de Cadalso de los Vidrios (Madrid) son de las más complejas de los granitos Variscos españoles.

El paisaje granítico que se puede observar al recorrer la vía de FC abandonada es majestuoso. Hay dos tipos de paisajes, uno más *aborregado* y llano (formando *lanchares*, con algunos bolos o *piedras caballerías*), típico del monzogranito común. Los leucogranitos forman la propiamente dicha Sierra de La Cabrera, muy *aserrada* y con fracturación subvertical, dando relieves positivos (más elevados topográficamente), de piedra más dura o mecánicamente más competente, por ser de grano fino. Localmente algún relieve leucogranítico de aspecto *dómico* presenta típica *descamación*.

PARADA 3. LOS METAGRANITOS ENCAJANTES y SU MIGMATIZACIÓN (UN ANÁLOGO DE FUSIÓN PARCIAL Y GENERACIÓN DE MAGMAS GRANÍTICOS)

(Km 56 de la vía de servicios (N-1) de La Cabrera a Cabanillas de la Sierra)

Las observaciones las haremos en el talud oeste de esta vía de servicios que, en el extremo sur del recorrido, se abre en una pequeña cantera. Hemos incluido un corte esquemático de estos afloramientos (Figura 16) donde iremos observando este pequeño “laboratorio” de cómo se pueden formar los granitos.

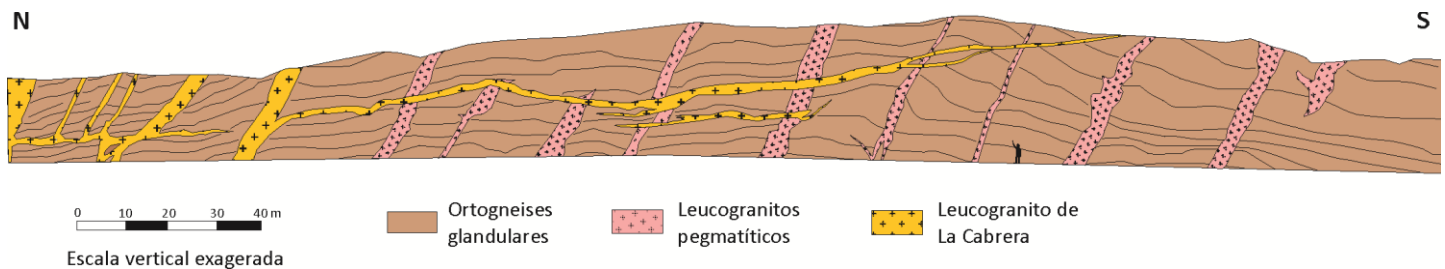


Figura 16. Corte geológico del contacto sur del plutón de La Cabrera.

La roca encajante de gran parte del plutón de La Cabrera está formada por rocas metamórficas procedentes de antiguos granitos porfídicos formados durante un ciclo magmático más antiguo, posiblemente ligado a la orogenia Cadomiense (Pan-Africana). Su edad es de 480-460 Ma (Ordovício Inferior, Paleozoico) para este sector de la Sierra de Guadarrama. Posteriormente a su emplazamiento y cristalización, estas rocas fueron deformadas y metamorizadas durante la orogenia Varisca (350-320 Ma, también llamada Hercínica) dando lugar a lo que se denominan *ortogneises glandulares* (glandulares porque los fenocristales tabulares de feldespato con la deformación adquieren formas parecidas a ojos, como se aprecia en la Figura 17, izquierda).

En estos metagranitos cadominenses es posible observar multitud de enclaves, aunque exclusivamente de carácter *xenolítico*. Esta diferencia en tipos de enclaves, así como otros rasgos de quimismo (mayor peraluminicidad) les hacen afines a tipos-S (es decir, granitos procedentes de la fusión de meta-sedimentos) de la actual nomenclatura alfabética internacional. Tienen principalmente cuarzo, feldespato potásico (tanto en grandes glándulas como en la matriz), plagioclasa y micas (con biotita dominante). Los minerales accesorios que se pueden encontrar en estas rocas son cordierita, sillimanita, apatito, zircón, monacita y xenotima. Muchos de los megacristales de feldespato potásico se encuentran girados, rotados, debido a la intensa deformación sufrida, presentando recrystalizaciones en sus extremos (sombras de presión); además, la fábrica de la roca desarrolla bandas con estructuras de tipo S-C, lo que indica que las fuerzas que han actuado en estas rocas están asociadas a un estiramiento por cizallamiento.

Es importante resaltar en esta parada la presencia de variedades migmatíticas, caracterizadas por pequeñas vénulas leucocráticas de composición granítica, que representan los fundidos generados durante el enterramiento y metamorfismo Varisco (alrededor de unos 330 Ma) (Figura 17, derecha). Se observan, también, fenómenos de permeación de estos segregados magmáticos a favor de pequeñas bandas de microcizalla. Este conjunto representaría a una pequeña

escala la generación de magmas y su recorrido hacia los sectores favorables para su emplazamiento.

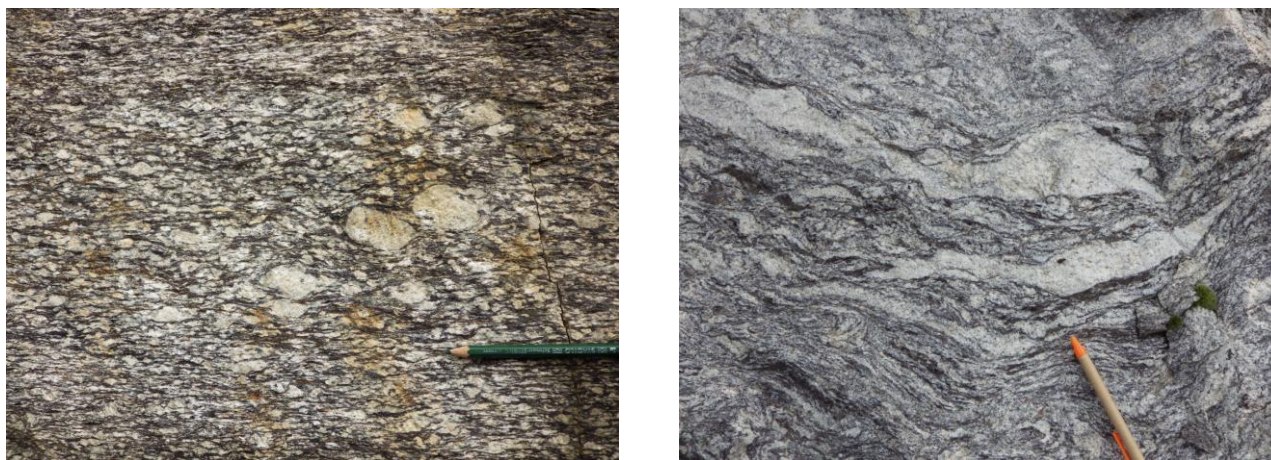


Figura 17. Izquierda: aspecto general del meta-granito porfídico de edad Ordovícica, deformado y metamorfozado durante la orogenia Varisca (principalmente en el Carbonífero), generando el ortogneis glandular típico de la Sierra de Guadarrama, con grandes porfiroblastos de feldespato potásico. Derecha: Migmatización del ortogneis glandular con algún melanosoma alrededor de las venas leucocráticas graníticas.

Atravesando los ortogneises destacan unas masas blanquecinas de recorrido subvertical que son diques pegmatíticos, formados fundamentalmente por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, y donde es posible identificar algunos minerales peculiares como la cordierita (de color verde grisáceo) y la andalucita (rosa).

En la parte norte del corte se observa una intrusión tabular subhorizontal (sill) de leucogranito de grano fino que va cortando los ortogneises y migmatitas. Un sill es una lámina subhorizontal que intruye aprovechando la estratificación o la foliación de las rocas existentes ya que son planos de debilidad por los que es más fácil su avance. En este caso, probablemente proceden de la facies de grano fino que intruye en el monzogranito de La Cabrera, la cual se extendió lateralmente durante el emplazamiento granítico (Figura 7). En el corte se puede observar que este sill de leucogranito de grano fino intruye y desplaza otros diques mas subverticales de naturaleza pegmatítica (inclinación o buzamiento de 65°N), por lo que las relaciones de intrusión y desplazamiento dan a entender que dicha pegmatita intruyó a los ortogneises previamente al emplazamiento del plutón de La Cabrera (Figura 16). Siguiendo el afloramiento hacia el norte, se observa el contacto sur del plutón, volviendo a aparecer este leucogranito de grano fino y posteriormente, el monzogranito biotítico equigranular dominante, que genera ese paisaje tan llano, de lanchares y alguna piedra caballera granítica. Al fondo se ve la gran lámina leucogranítica, ligeramente buzante al norte (Figura 7), que da lugar a la espectacular y quebrada *Sierra de La Cabrera*.

BIBLIOGRAFÍA

- Bellido, F., 1979. *Estudio petrológico y geoquímico del plutón granítico de La Cabrera*. Tesis doctoral, Universidad Complutense, Madrid, 331 pp.
- Bellido, F., Barrera, J.L., 1979. Nódulos cordieríticos en el plutón granítico de La Cabrera (Sistema Central Español). *Estudios Geológicos* 35, 279-284.
- Casquet, C., Montero, P., Galindo, C., Bea, F., Lozano, R., 2004. Geocronología $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ en cristal único de circón y Rb-Sr del plutón de La Cabrera (Sierra de Gudarrama). *Geogaceta* 35, 71-74.
- González del Tánago, J., Lozano, R., González del Tánago Chanrai, J., 2008. Plutón de La Cabrera, pegmatitas graníticas y alteraciones hidrotermales. *Bocamina* 21, 13-99.
- González del Tánago, J., Lozano, R., Larios, A., La Iglesia, A., 2012. Stokesite crystals from La Cabrera, Madrid, Spain. *The Mineralogical Record* 43, 499-508.
- González Laguna, R., 2005. *Microfracturación y alteración hidrotermal asociada en un macizo granítico: el plutón de La Cabrera (Sistema Central Español)*. Tesis doctoral, Universidad Complutense, Madrid, 331 pp.
- Lozano, R., 2003. *Petrología de los rellenos cálcicos hidrotermales de las cavidades miarolíticas del plutón de La Cabrera*. Tesis doctoral, Universidad Complutense, Madrid, 373 pp.
- Lozano, R., Casquet, C., Galindo, C., González Laguna, R., 2004. Miarolas del plutón de La Cabrera (Madrid). Clasificación y geocronología de los rellenos hidrotermales. *Geotemas* 6, 185-188.
- Villaseca, C., Barbero, L., 1994. Chemical variability of Al-Ti-Fe-Mg minerals in peraluminous granitoid rocks from central Spain. *European Journal of Mineralogy* 6, 691-710.

Granitos Variscos (300 Ma), Cadomienses (460 Ma) y origen de magmas graníticos

PROGRAMA de ACTIVIDADES y PUNTO DE ENCUENTRO:

Domingo 12 de mayo de 2013

9:30 Punto de encuentro: Cabanillas de la Sierra. Rotonda Calle Nueva/Avda. de los Arrieros.

9:45 Salida a la Geo-ruta en coches particulares.

10:00 Cantera en granito de La Cabrera. Petrografía y uso industrial

11:30 Apeadero FC Bustarviejo. Diversidad de granitos de La Cabrera. Pegmatitas y minerales raros.

13:00 Vía de servicio La Cabrera. Metagranitos encajantes y migmatitas. Origen de magmas.

14:30 Fin del Geolodía.



Schlierens curvados originados durante diferentes flujos magmáticos en el plutón de La Cabrera.